

温暖化気候における成層圏突然昇温

稲津 将[†]・木本 昌秀(東京大学気候システム研究センター)
住 明正(東京大学サステナビリティ学連携研究機構)

1. はじめに

成層圏突然昇温は、1950年代初めに最初に観測された非常に急激な成層圏極域の気温上昇である。この現象は波と平均流の相互作用の理論によって既に説明されている(例えば Matsuno 1971)。成層圏突然昇温は対流圏から伝播する大振幅のロスビー波動が引き金となる。この波の伝播は通常、ロスビー波動の群速度に近似的に平行なエリアッセン = パーム (EP) フラックスによって診断される (Andrews et al. 1987)。EP フラックス発散 (収束) は西風加速 (減速) として作用する。成層圏突然昇温、あるいは極渦の崩壊は、EP フラックス収束が極夜ジェット付近で大きくなった直後に起こりやすい。

一方、二酸化炭素やメタンと言った温室効果ガスの将来予想される増加に対する気候の応答に関して、数多くの研究がある。Manabe and Wetherald (1975) は、大循環モデル (GCM) を使って対流圏の温暖化と成層圏の寒冷化を定量的に見積もった魁の研究である。近年の GCM の高度化によって、GCM は大気と海洋を陽に計算し、またそれらと結合した深海から上部成層圏までの様々な要素を含んだものになった。一部のモデルでは、地域的な気候の特徴をかなりの程度再現可能になる程の高い解像度を有するようになった。例えば、日本で開発された MIROC 結合モデルは、冬季のストームトラック (Inatsu and Kimoto 2005)、黒潮とその続流 (Sakamoto et al. 2005)、そして梅雨前線帯 (Kimoto 2005) をよく表現している。

Rind et al. (1990) は、大気大循環モデル実験を使って、温暖化の強制力が成層圏突然昇温のタイミングを早めるように働くと示唆した。彼らのモデルは移動性擾乱を捉えるには極めて不十分な解像度であったが、もしそれが正しいとすれば、極域においてそのインパクトは絶大であると考えられる。何故なら、冬季から春季にかけてのオゾン回復は極渦の崩壊に大いに依存しているからである。地球温暖化に対する成層圏突然昇温の応答に関するもう1つの見方は Thompson et al. (2000) である。彼らは、近年見られる観測のトレンドとして正の北極振動 (AO) 指数あるいは極域の低気圧性循環の強化があると示唆した。しかし、AO の温暖化に対する応答の問題には論争があって、GCM の結果として一致しているわけではない (*cf.* Raible et al. 2005)。

本稿は MIROC を使って成層圏突然昇温の温暖化に対する応答を調べるのが目的である。結合モデルの中では、唯一 MIROC だけが水平解像度 T106(100km 格子間隔相当) と 56 鉛直層という高解像度で 20 世紀

実験 (20C) と 21 世紀実験 (21C) を行った。これら 2 つのシミュレーションの間の突然昇温の差を調べるのに十分なモデルシミュレーションデータである。第 3 節で 20C 実験における突然昇温とその観測との比較を記述し、第 4 節で 20C 実験と 21C 実験を比較する。

2. モデル実験

本研究で使用したモデルは、東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、独立行政法人海洋開発研究機構地球環境フロンティア研究センターで共同開発した MIROC 3.2 である。このモデルには、大気、海洋、陸面、河川、海氷に関する 5 つのサブモデルと、そのサブモデル間を繋ぐカップラーにより構成されている。このモデルの解像度は、大気が水平 T106(約 100km の格子間隔相当) の鉛直 56 層、陸面は水平 $0.56^\circ \times 0.56^\circ$ の鉛直 5 層、海洋が水平 $1/4^\circ \times 1/6^\circ$ の鉛直 48 層である。モデル上端は 0.1hPa であり、100hPa 以上には約 20 層を配している。これは、従来の気候研究で使用される CGCM に比して非常に高解像度である。このような莫大な計算は、世界最速級の地球シミュレータによって可能になった。大気海洋のサブモデルはプリミティブ方程式に基づいている。この両サブモデルでは、放射伝達、積雲や海洋の対流、大規模雲凝結過程、大気重力波抵抗、乱流混合の各過程が、パラメタライズされている。他のサブモデルは、雪、土壌、キャノピー、土壌からの水分の流出、河川による流出、氷に関する過程を解いている。また、大気と海洋の結合に際し、フラックス調節は使っていない。詳しくは、K-1 model developers (2004) または Kimoto (2006, 準備中) を参照せよ。

ここでは、大気組成データを与えた 1900 年から 1999 年までの実験を行い、さらに地球温暖化シナリオ A1b に基づいた大気組成を与えた 2000 年から 2099 年までの実験を行った。ここで使ったデータはこれら 2 つの実験の各 100 年分の日平均データである。MIROC は、成層圏突然昇温にとって重要な東西平均風の子午面分布をよく表現している (詳しくは図 5a,c をみよ)。但し、亜熱帯ジェットは緯度方向、高度方向の両方向に若干伸びていて、それと関係して赤道上部対流圏には低温バイアスがある。これらのバイアスには注意しながら議論する必要がある。ここでは、20C 実験と 21C 実験を使って成層圏突然昇温とその温暖化に対する応答を議論することにした。

3. モデルにおける成層圏突然昇温

まず、20C 実験における成層圏突然昇温を記述して、観測と比べる。議論の明晰さの為、ここでは WMO が定義するところの大昇温だけに着目する。大昇温とは、10hPa における東西平均場において、北緯 85 度の気温が北緯 60 度の気温より高い状態が 5 日以上継続し、

[†]連絡先: 〒 277-8568 千葉県柏市柏の葉 5-1-5 総合研究棟 東京大学気候システム研究センター E-mail: inaz@ccsr.u-tokyo.ac.jp

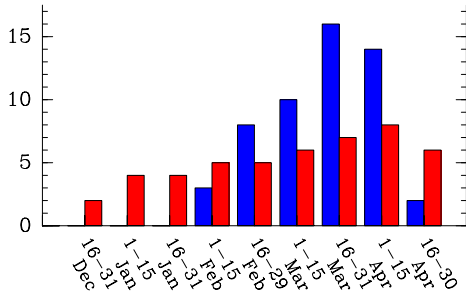


図 1. 20 世紀実験 (20C; 青棒) と 21 世紀実験 (21C; 赤棒) における成層圏突然昇温の頻度分布。半月毎の度数分布として集計した。

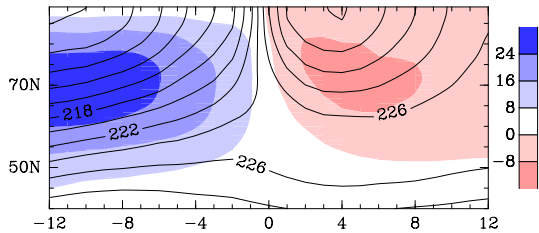


図 2. 20C 実験における 53 回の突然昇温を用いて行った合成図解析の結果。等値線は 10hPa における東西平均気温 (等値線間隔 2K) と陰影は 10hPa の東西平均風 (単位は m s^{-1} で色は図右の基準の通り)。図の横軸は突然昇温開始日とのラグ時間である。

且つ北緯 65 度の東西風が東風に代わる場合と定義される。この定義を使うと、1900 年から 1999 年までの 100 年のモデル実験で 53 回の突然昇温があった。大昇温は北半球で 2 年に 1 度程度発生するので、20C 実験は観測と同程度の頻度で成層圏突然昇温が発生していると言える。

図 2 はラグ時間緯度断面図における 10hPa における合成図解析における東西平均気温と東西平均風である。ラグ 0 日は突然昇温開始日とした。突然昇温開始日の前後で気温の急激な上昇や東西風の風向が西風から東風に変わるのが見られる。すべての突然昇温の場合について調べると、極渦は突然昇温時に、2 つに割れるか、あるいは北極から離れてしまうという崩壊の様相を呈していた (図略)。突然昇温の期間の時間発展は、よく知られた観測の突然昇温のものと同様に似ている (Andrews et al. 1987)。

図 3 は合成図解析における突然昇温開始日、その前後 4 日のそれぞれにおける移動性波動による EP フラックス [Andrews et al. (1987) における式 (3.5.3)] と東西平均風である。突然昇温開始日の 4 日前、移動性波動による EP フラックスは下部成層圏に到達し、その収束域は極夜ジェット域に現われた (図 3a)。これは非常に大規模なロスビー波が成層圏に伝播し、フラックス収束域で西風の減速に作用することを意味する。しかし、この時点では極夜ジェットはまだ気候値並みに強い。突然昇温開始時では、フラックスは増大し、その収束域も 10hPa まで到達した (図 3b)。このように波の作用が継続すると、極夜ジェットの弱化や極渦の崩壊を招くことになる。この波の伝播は突然昇温開始日 4 日後には止む。これは極域の成層圏で西風が弱くなり、ところによっては東風に転じるので、波の伝播ができなくなるからである (図 3c)。このようなモデルにおけ

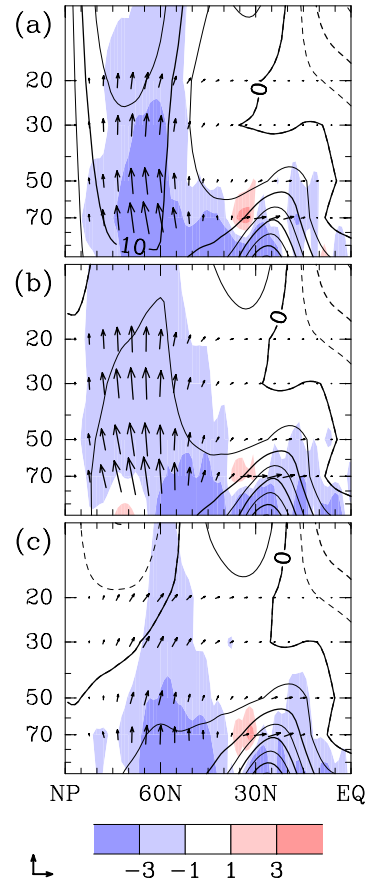


図 3. 合成図解析における突然昇温開始日の (a) 4 日前、(b) 丁度その日、また (c) 4 日後における子午面断面図。等値線は東西平均風で等値線間隔は 5 m s^{-1} である。矢羽根は移動性波動によるエリアッセン = パーム (EP) フラックスで、基準として図左に ($5.0 \times 10^6, 5.0 \times 10^4$) kg s^{-2} をおいた。EP フラックスの定義は Andrews et al. (1987) の式 (3.5.3) を参照せよ。陰影は EP フラックスの発散 ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$) を表しており、その色の基準は図下に示した。

る突然昇温の力学は多くの教科書に見られるような観測の突然昇温の記述によく似ている (例えば Andrews et al. 1987)。

20C 実験における突然昇温をまとめると、頻度、時間発展、そして力学の全ての意味で観測の突然昇温と酷似している。しかし、そのタイミングでは、モデルシミュレーションは観測と若干異なっている。観測では初冬にもう少し突然昇温が起こるのであるが、モデルではほとんど晩冬に起こる。これはロスビー波動が成層圏に伝播する際に重要な北緯 60 度、対流圏界面付近における東西平均風の構造の若干の相異が原因の 1 つとして考えられる。また、ロスビー波動の屈折に大きな影響を与える赤道成層圏の準 2 年周期変動 (Holton and Tan 1980) がモデルで全く表現されていないことにも注意したい。しかしながら、大気海洋結合モデル実験で完全な東西平均風を得ることは非常に困難であることを熟慮すれば、ここで示した 20C 実験の突然昇温を基準と見做して、21C 実験の突然昇温と比較し、温暖化における突然昇温の応答を議論してもよいであろう。

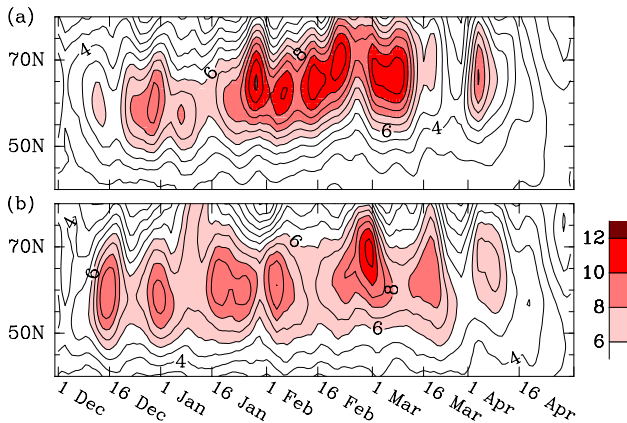


図 4. (a) 20C と (b) 21C 実験における 70hPa 面における東西平均熱フラックスの気候値の季節進行。等値線は 2 K m s^{-1} で陰影は図右の通り。日々の気候値は 5 日の移動平均を 100 年間の重ね合わせるにより計算した。

4. 温暖化に対する応答

21C 実験では 2000 年から 2099 年までの間に 47 回の突然昇温が出現した。これは 20C 実験や観測と同程度の頻度である (図 1)。しかし、突然昇温のタイミングは異なっている。12 月から 2 月までの間、21C では 40% の突然昇温が起こるが、20C ではほとんどの突然昇温は 2 月後半から 4 月前半までの間で起こる、3 月では 20C の方が 3 倍の突然昇温が起こっている。温暖化によって突然昇温のタイミングが早まっているという結果は、両実験における 70hPa の移動性波動による EP フラックスの気候値の時系列を示した図 4 から確認することが出来る。このフラックスは冬を通して北緯 60 度から 70 度までで大きな値を持つ。20C 実験では 12 月から 1 月上旬 6 K m s^{-1} 程の上向きフラックスが見られる程度なのに対し、2 月から 3 月上旬には 10 K m s^{-1} を超える値となる。これと対照的に 21C 実験では初冬と晩冬とでフラックスに大きな変化はない。移動性波動による上向きフラックス¹は、平均流に対する波の作用を通じて極夜ジェットの弱化と結びつく。21C 実験は 20C 実験と比較して、初冬にやや大きなフラックスがあって、晩冬に非常に小さなフラックスがあると言うことは、初冬に突然昇温が多く、晩冬に突然昇温が少ないことと整合的であると考えられる。

12 月、20C 実験と 21C 実験とで、基本場の気候値にそれほど大きな違いはない。双方、 40 m s^{-1} を超える非常に強い亜熱帯ジェットと極夜ジェットがある (図 5a,b)。図 5 の陰影は波の屈折率 [Andrews et al. (1987) における式 (5.3.5) の $a^2 n^2$] の自乗を表す。これはロスビー波動の伝播しやすい方向を表す。つまり大きな値の方向へ波は向きがちであり、ある波の東西波数の関数である閾値より小さい値の領域に波は伝播できない。勿論、値が虚数 (自乗で言えば負) となる領域には如何なる波も伝播できない。図 5a,b は 20C 実験と 21C 実験に於ける屈折率の分布であるが非常によく似ている。しかし、21C 実験の方が大きな値の上向きフラックス

¹ 正確に言えばその収束が重要であるが、70hPa のような下部成層圏のフラックスは、中上部成層圏におけるフラックス収束と深く結びついている。

が見られる。これは、おそらく中緯度ストーム活動や高緯度ブロッキングといった対流圏の波を起源とすると考えられる。これについては後程議論する。

2 月、初冬の移動性波フラックスの相異に伴い、20C 実験と 21C 実験とで東西平均風の分布に相異が見られる (図 5c,d)。21C 実験で若干亜熱帯ジェットが強い事を除いて、北緯 40 度より南に東西平均風の分布には大きな違いはない。しかし、突然昇温を議論する上で重要な高緯度を見ると、極夜ジェットは 20C 実験ではまだ強く北緯 60 度、30hPa で 20 m s^{-1} の風速を保っているのに対して、21C 実験では同位置で 15 m s^{-1} 程度の風速となっている。このように極夜ジェットの弱化は、北緯 60 度から 70 度、対流圏界面付近の屈折率の自乗の弱化を招く。これは主に東西風の鉛直方向の曲率が大きな値になることによる (図略)。対流圏では 21C 実験の方が波活動は活発であるが、このような小さい屈折率は対流圏から発せられる波を効果的に阻む。従って、北緯 60 度より北で成層圏へ伝播する移動性波動は、温暖化すると晩冬に明確に弱くなったのである。

最後に、初冬から晩冬に極夜ジェットを弱化させた別の現象について補足する。東西平均風は移動性波動だけではなく準定常波動によっても減速の作用を受ける。温暖化の応答として、おそらくは熱帯の海面水温がより東西一様となることが原因で PNA パターンが 12 月に見られる。この PNA パターンは鉛直方向への伝播が期待される東西波数 1 の波の振幅を増大させる。21C 実験では 20C 実験に比べ、12 月から 1 月の間で、定常波動の伝播はより活発で、極夜ジェットの減速を招く波の作用が起こる。

5. 結論と議論

本稿では大気海洋結合モデル MIROC を使って、成層圏突然昇温のシミュレーションとその温暖化に対する応答を調べた。力学と統計の両面において、MIROC での実験は観測と似た突然昇温を再現した。さらに、少なくともこのモデルでは、温暖化の強制力が突然昇温のタイミングを早めることが示唆された。21C 実験では、冬季対流圏での波活動がより活発であるが、晩冬にはより弱い極夜ジェットに伝播が阻まれた。これは、より多くの移動性波動の伝播が初冬に起こったことで晩冬に極夜ジェットが弱くなるのが理由である。温暖化応答としての、極夜ジェットの弱化はより多くの準定常波動が初冬に伝播することも理由である。

温暖化応答として何故対流圏の波活動の増大するかは難しい問題である。中緯度のストーム活動は一種の対流圏の波動であるが、明らかに上部対流圏で増大し、その極大域は北へ上へとずれていた (cf. Yin 2005)。このようなストーム活動の変化は、亜熱帯ジェットの変化と深く関係している。第 4 節で記述したように、温暖化応答として亜熱帯ジェットはより強くなり、やや上部へ延びる (図 5 を参照)。これは熱帯上部対流圏においてより加熱されることと関係している。多くのモデルは確かに亜熱帯ジェットが温暖化の応答として強くなっていた。もし、非線形相互作用が中高緯度系で起こったとすると、ストーム渦はエネルギーをブロッキングのような高緯度の長周期波動に渡すことになるだろう。相関はいつも良いとは限らないが、ブロッキ

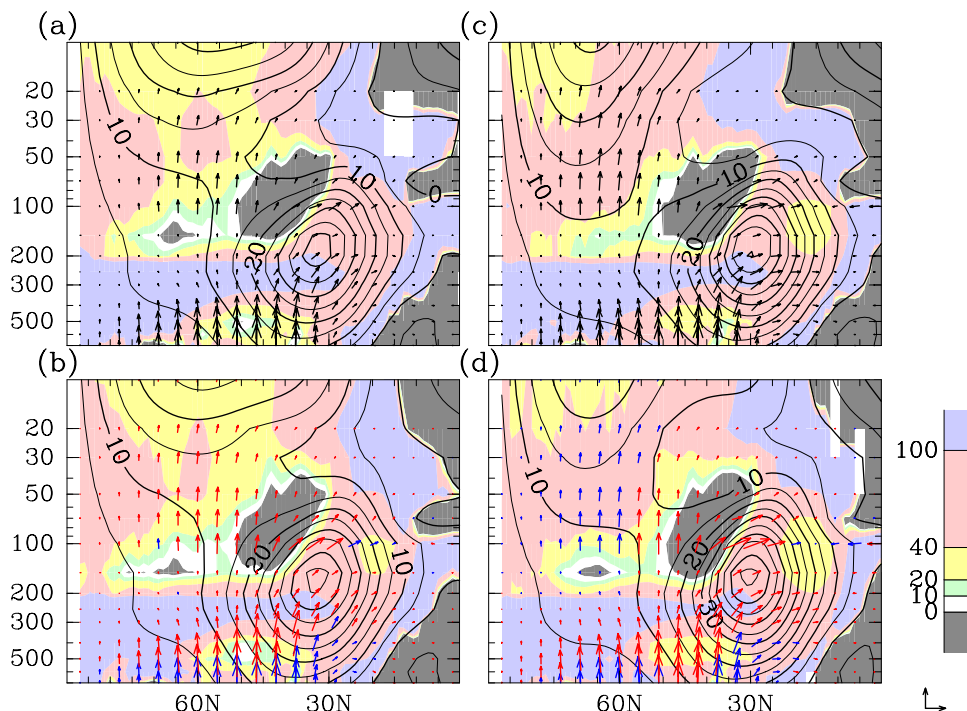


図 5. (a) 20C の 12 月、(b) 21C の 12 月、(c) 20C の 2 月、そして (d) 21C の 2 月の気候値。等値線は東西平均風で等値線間隔は 5 m s^{-1} である。矢羽根は移動性波動による EP フラックスであり、矢羽根の大きさは図右の基準 ($5.0 \times 10^7, 5.0 \times 10^5$) kg s^{-2} の通り。100hPa 以上はスケールを 10 倍にした。(c) と (d) では、20C に比べて 21C の方が EP フラックスの上向き成分が大きい (小さい) 場合、赤 (青) 色で着色した。色陰影は屈折率の自乗 [Andrews et al. (1987) の式 (5.3.8)] で、図右の基準の通り。

ングが成層圏突然昇温の引金になるという研究はある (Quiroz 1986)。冬季、20C と 21C を比較すると、太平洋ブロッキングの数は 9 から 20 に増えたに対し、大西洋ブロッキングの数は 66 から 67 になった (M. Arai and M. Kimoto, 私信)。ブロッキングのこのような変化は、成層圏へ伝播する対流圏波動の増大に関係すると推測する。この問題については別に議論する必要があり、本稿ではここまでの議論としたい。

本稿では北半球冬季の突然昇温について着目した。というのも、両実験で南半球の突然昇温は非常に少数だけしか起こらなかったからである。このことは、南半球冬季の極夜ジェットに温暖化の応答がほとんどないのと整合的である (図略)。しかし、2002 年、南半球ではじめて観測された大昇温は衝撃的であった (Feng et al. 2005)。これは南半球の成層圏の気候の転換点となるかもしれない。オゾン分布で言えば、突然昇温によって赤道のオゾンの豊富な空気塊が浸入し、オゾンホールを増長を止めるようになる。モデルでは南半球にほとんど突然昇温は起こらなかったとは言え、近未来の南半球の観測には注目していきたい。

謝辞

本研究は、独立行政法人科学技術振興機構戦略的創造研究推進事業、文部科学省「人・自然・地球共生プロジェクト」、東京大学領域創成プロジェクト、東京大学、伊藤忠商事株式会社、日本電信電話株式会社、東京海上日動火災保険株式会社による気候環境アプリケーション創成コンソーシアム、環境省地球環境総合推進費 RF-061、および文部科学省科学研究費若手 (B)06390000017 の研究費を用いた。モデル実験は地球シミュレータを用

いた。図は地球電脳ライブラリーを用いた。

参考文献

- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: Middle Atmosphere Dynamics. *Academic Press*, 489pp.
- Feng, W., M. P. Chipperfield, H. K. Roscoe, J. J. Remedios, A. M. Waterfall, G. P. Stiller, N. Glatthor, M. Höpfner, and D.-Y. Wang, 2005: Three-Dimensional Model Study of the Antarctic Ozone Hole in 2002 and Comparison with 2000. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 822–837.
- Holton, J. R., and H. C. Tan, 1980: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation on 50mb. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2200–2208.
- Inatsu, M., and M. Kimoto, 2005: Two types of inter-annual variability of the mid-winter storm-track and their relationship global warming. *SOLA*, **1**, 61–64.
- K-1 model developers, , 2004: K-1 coupled GCM (MIROC) description. H. Hasumi and S. Emori, Eds., *K-1 Technical Report*, 34pp.
- Kimoto, M., 2005: Simulated change of the East Asian circulation under the global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16701.
- Manabe, S., and R. T. Wetherald, 1975: The effects of doubling the CO_2 concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 3–15.
- Matsuno, T., 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479–1494.
- Quiroz, R. S., 1986: The association of stratospheric warmings with tropospheric blockings. *J. Geophys. Res.*, **91**, 5277–5285.

- Raible, C. C., T. F. Stocker, M. Yoshimori, M. Renold, and U. Beyerle, 2005: Northern Hemispheric trends of pressure indices and atmospheric circulation patterns in observations, reconstructions, and coupled GCM simulations. **18**, 3968–3982.
- Rind, D., R. Suozzo, N. K. Balachandram, and M. J. Prather, 1990: Climate change and the middle atmosphere: Part I: The double CO₂ climate. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 475–494.
- Sakamoto, T. T., H. Hasumi, M. Ishii, S. Emori, T. Suzuki, T. Nishimura, and A. Sumi, 2005: Response of the Kuroshio and the Kuroshio extension to global warming in a high-resolution climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L17212.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. **13**, 1018–1036.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18701.